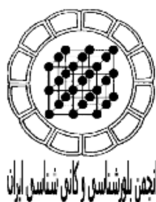
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و سوم، شماره‌ی اول، بهار ۹۴، از صفحهٔ ۱۰۷ تا ۱۲۰



سنگ نگاری، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه‌ی آذرین نفوذی شرق نابر (جنوب غرب کاشان)

سولماز عباسی دهقی[1*]، سید محسن طباطبایی منش[1]، محمدرضا ایران نژادی[2]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان
۲- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۱۱، نسخه نهایی: ۹۲/۱۰/۲۵)

چکیده: سنگ‌های آذرین نفوذی شرق نابر در شمال غرب اصفهان و در راستای کمربند ماگمایی ارومیه - دختر رخنمون یافته‌اند. بر-اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، این توده‌ها از گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت و کوارتزمونزونیت تشکیل شده و از نظر سری ماگمایی آهکی- قلیایی و از گرانیتوئیدهای گروه I هستند. براساس نتایج آنالیز شیمی‌کانی‌ها، ترکیب پیروکسن‌های منطقه از نوع فقیر از سدیم بوده و شامل کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید و ارتوپیروکسن با ترکیب هیپرستن هستند. ترکیب آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه در دو گروه از آمفیبول‌های Fe-Mg-Mn و آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های آنالیز شده از الیگوکلاز تا بیتونیت متغیر است، و بیوتیت‌ها غنی از منیزیم هستند. با استفاده از روش فشار سنجی Al در هورنبلند، فشاری که برای توده نفوذی برآورد می‌شود در حدود ۲ کیلوبار است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌های آذرین نفوذی؛ الیگو-میوسن؛ شیمی کانی؛ آهکی- قلیایی؛ ارومیه-دختر؛ اصفهان؛ نابر.*

مقدمه

به دنبال فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی در طول کرتاسه فوقانی تا نئوژن و برخورد صفحات ایران و عربستان، کمربند ماگمایی ارومیه - دختر ایجاد شد. منطقه‌ی مورد بررسی در شرق روستای نابر (جنوب غرب کاشان) و در راستای کمربند ماگمایی ارومیه - دختر بین طول جغرافیایی ۵۱°۱۵َ شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳°۵۲َ شمالی واقع شده است (شکل ۱) [۱]. با نفوذ توده‌ی مورد بررسی، با طیف ترکیبی گابرو تا کوارتز مونزونیت به درون واحدهای آهکی سازند قم و تشکیل جریان‌های گرمایی و سیال از توده به سمت سنگ‌های درون گیر، دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌زایی نه چندان وسیعی در اطراف توده ایجاد شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی [۲] نشان می‌دهد که این توده‌ی نفوذی از نوع I، آهکی- قلیایی، شبه رخشان و در گستره‌ی ماگماهای برگرفته از فرورانش است. این مقاله نخستین پژوهش در زمینه‌ی بررسی‌های زمین فشارسنجی با تکیه بر داده‌های جدید ریزپردازشی در مجموعه‌ی نفوذی شرق نابر محسوب می‌شود. علاوه بر این سعی شده است تا با تاکید بر ترکیب کانی‌شناسی، ویژگی‌های ماگمای سازنده‌ی این مجموعه، ارزیابی فشار و دما، سنگ‌زایی و در نهایت سری ماگمایی منطقه، مورد بررسی قرار گیرد.

روش بررسی

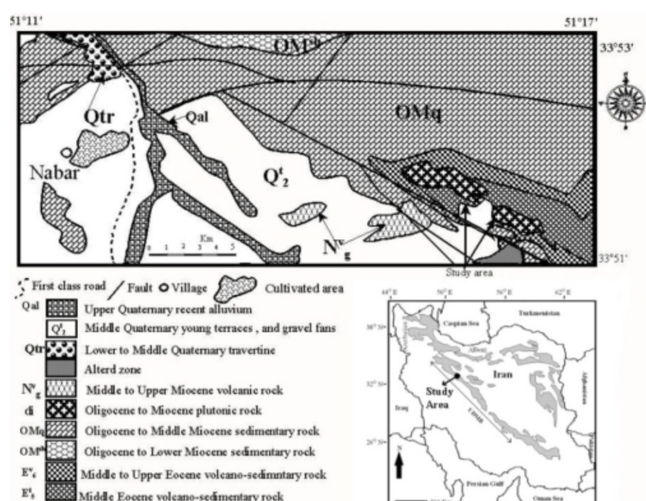
در این کار تحقیقاتی، مجموعاً ۱۵۸ آنالیز نقطه‌ای از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز، تیتانیت، اپیدوت، کلریت، مگنتیت و تیتانومگنتیت به عمل آمد که در این مقاله، تنها برخی از این داده‌ها مورد استفاده قرار گرفتند. آنالیزها در دانشگاه دولتی مسکو با یک ریزپردازنده‌ی JEOL مدل JXA-8800 (WDS) و ولتاژ شتاب دهنده‌ی 20KV و جریان

* نویسنده مسئول، تلفن-نمابر: ۰۳۱۳۴۴۱۵۴۷۱، پست الکترونیکی: abasi.solmaz66@gmail.com

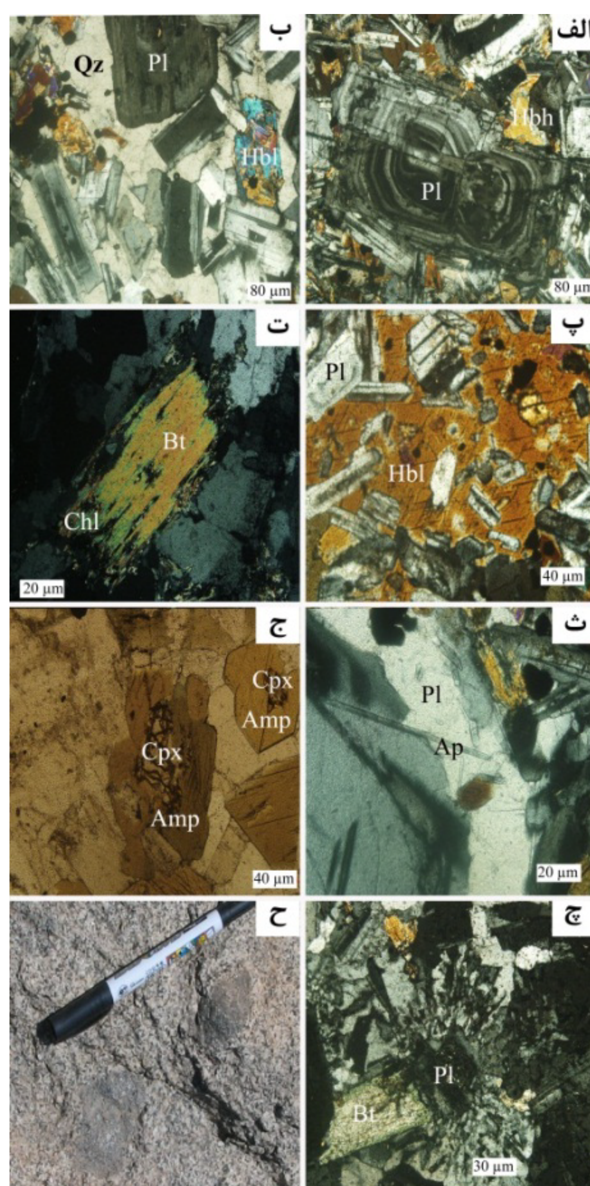
12nA، و در دانشگاه دولتی مکزیک با یک ریزپردازنده‌ی JEOL مدل JXA-8900 (WDS) و نیز در دانشگاه اشتوتگارت آلمان با ریزپردازنده‌ی CAMECA SX 100 صورت گرفت.

سنگ‌نگاری

پژوهش‌های [۲] نشان می‌دهد که توده‌ی نفوذی شرق نابر از گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، تونالیت و کوارتزمونزونیت تشکیل شده است. گابرو قدیمی‌ترین واحد را در سنگ‌های نفوذی شرق نابر تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلاز و پیروکسن به‌عنوان کانی‌های اصلی موجود در این سنگ، پایداری بیشینه‌ای نداشته و تحت تاثیر فرآیندهای تاخیری دگرسان شده‌اند. سنگ‌های حد واسط (گابرودیوریت، دیوریت و کوارتزدیوریت) غالب‌ترین انواع سنگی مشاهده شده در این منطقه‌اند. بیشتر سنگ‌های این منطقه دارای بلورهای پلاژیوکلاز، با منطقه‌بندی و حواشی نامنظم و گرد شده هستند. گرم شدن پلاژیوکلاز در دمای بالاتر از دمای انجماد آن باعث انحلال حواشی این بلور می‌شود [۳]. وجود منطقه‌بندی نوسانی در این کانی را می‌توان به نوسان‌های فشار بخار آب نسبت داد [۴]. بنابر نظر برخی از پژوهشگران [۵،۳] منطقه-بندی نوسانی به پدیده‌ی اختلاط ماگمایی وابسته است (شکل ۲ الف). در سنگ‌های کوارتزدیوریتی، کوارتز به صورت پویی کیلیتیک و بی شکل کانی‌های قبلی را در برگرفته است (شکل ۲-ب). آمفیبول به عنوان مهم‌ترین کانی مافیک در این سنگ‌ها به دو صورت اولیه و ثانویه مشاهده می شود. آمفیبول‌های اولیه اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، دارای ادخال‌هایی از کانی کدر، بیوتیت، کلریت و باریکه‌هایی از پلاژیوکلاز و برخی در حال تجزیه شدن به بیوتیت هستند (شکل ۲-پ). کانی بیوتیت در این سنگ‌ها نیز به دو شکل اولیه و ثانویه مشاهده می‌شوند. از پدیده‌های بسیار مشخص و رایج در سنگ‌های این منطقه وجود حاشیه واکنشی در اطراف اغلب کانی‌های مافیک اولیه از جمله بیوتیت است (شکل ۲-ت). این تبادلات وقتی که بلور با شرایط دما و فشاری کاملاً متفاوت با شرایط تبلور خود مواجه است صورت می‌گیرد. تغییرات فشار بخار آب و افزایش محتوای سیلیس ماگما از جمله عوامل بر هم زننده‌ی تعادل کانی‌های مافیک در شرایط جدیدند. حضورکانی آپاتیت به صورت میان بار سوزنی شکل نشان دهنده‌ی سرد شدن ناگهانی گدازه در اثر اختلاط ماگمایی است [۶] (شکل ۲-ث). وجود بقایایی از کلینوپیروکسن که به‌وسیله‌ی آمفیبول احاطه شده است می‌تواند نشانی از اختلاط ماگمایی [۷] و یا حاکی از آن باشد که پیروکسن در شرایط مرز انجماد پایدار نبوده است [۸] (شکل ۲-ج). پدیده‌ی اورالیتی شدن در برخی از کلینوپیروکسن‌ها احتمالاً نشانه هجوم آب به داخل شبکه این کانی است. نکته جالب در سنگ‌های کوارتز دیوریت، تونالیت و کوارتز مونزونیت حضور پررنگ‌تر کوارتز و پتاسیم فلدسپار است. در حقیقت با ادامه‌ی فرآیند تبلور ماگمایی و فقیر شدن گدازه باقی مانده از عناصر مافیک و پایین آمدن دمای ماگما، رفته رفته زمینه برای تبلور و حضور کانی‌های روشن فراهم آمده است. در کوارتزمونزونیت‌ها، فلدسپار پتاسیم نقش مهمی در ایجاد بافت آنتی‌راپاکیوی و نیز بافت ریزدانه‌ای (شکل ۲-چ) داشته است.



شکل ۱ جایگاه منطقه‌ی مورد بررسی نسبت به کمان ماگمایی ارومیه – دختر و نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه‌ی مورد بررسی بر اساس نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوشه کاشان [۱].



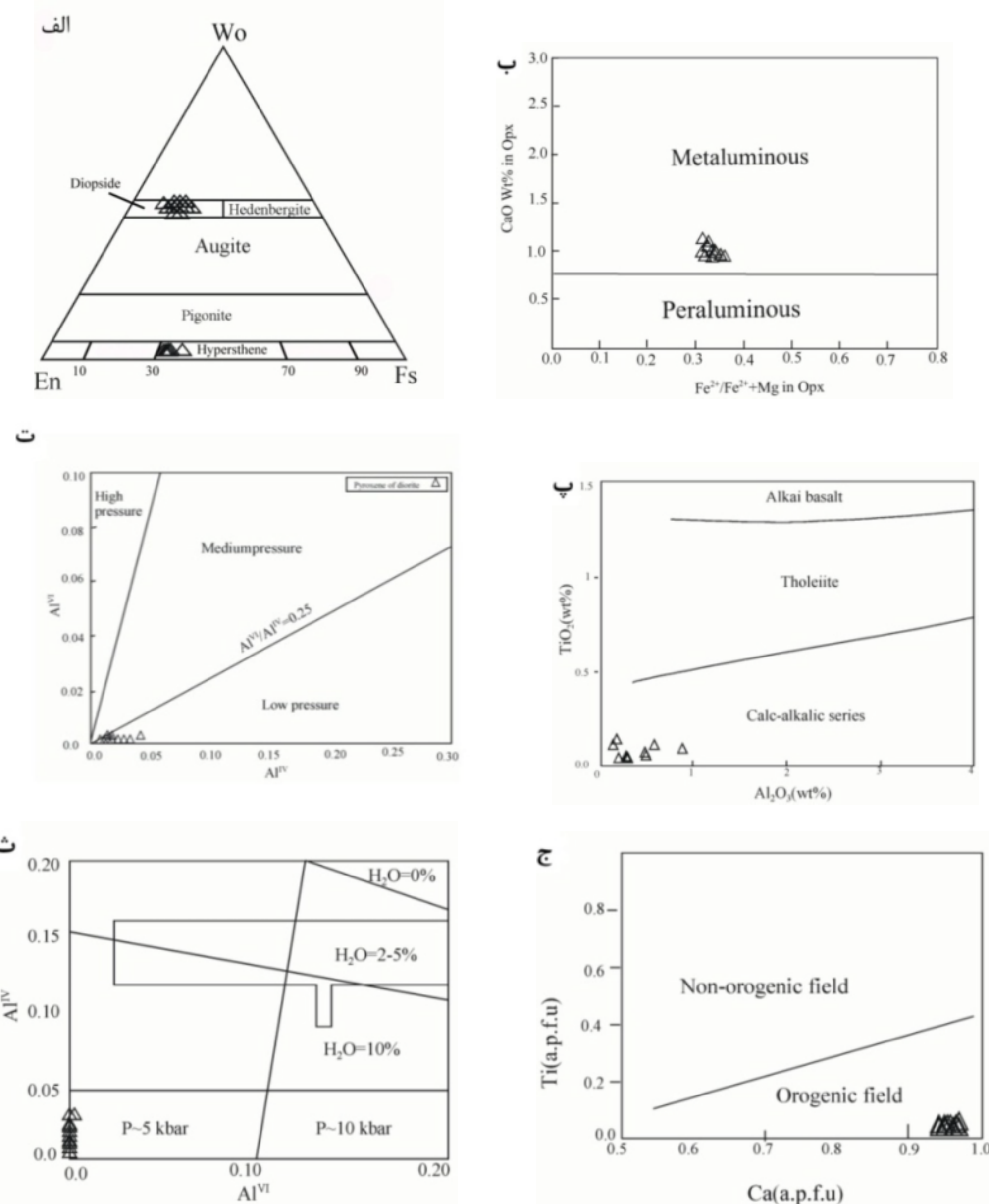
شکل ۲ الف) منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز در سنگ گابرو دیوریت (XPL)، ب) ادخال‌هایی از دانه‌های کوچک آمفیبول و پلاژیوکلاز در بلور کوارتز در کوارتز دیوریت (XPL)، پ) آمفیبول با ادخال‌هایی از کانی کدر و پلاژیوکلاز در گابرو دیوریت (XPL)، ت) بیوتیت تجزیه شده به کلریت در تونالیت (XPL)، ث) آپاتیت سوزنی در گابرو دیوریت (XPL)، ج) آمفیبول جایگزین شده به جای پیروکسن در دیوریت (XPL)، چ) بافت ریزدانه‌ای در کوارتز مونزونیت (XPL)، ح) شکل‌های بیضوی و گرد شده برونبوم ریز دانه‌ای منطقه شرق نابر.

بیشتر برونبوم‌های متبلور شده در منطقه‌ی شرق نابر برونبوم ریزدانه مافیک تشخیص داده شده‌اند. اندازه‌ی این برونبوم‌ها از چند میلی متر تا چند دسی متر در نوسان است که بیشتر مجزا و گاهی به صورت اجتماعات متمرکز حضور دارند (شکل ۲-ح). این برونبوم‌ها نسبت به سنگ میزبان خود ریز دانه‌تر و مافیک‌تر بوده و به راحتی از میزبان خود جدا نمی‌شوند چون در فاصله زمانی محدودی با میزبان خود متبلور شده‌اند و با حاشیه‌ی بیوتیتی نیز احاطه نشده‌اند. ویژگی‌های میکروسکوپی برونبوم‌های ریزدانه مافیک شرق نابر کم و بیش شبیه سنگ میزبان در برگیرنده آن‌هاست، اما از لحاظ مقدار و سهم کانی‌های مافیک کاملاً متفاوتند به طوری که این برونبوم‌ها نسبت به سنگ میزبان خود دارای کانی‌های مافیک بیشتر و کوارتز کمتری هستند. ترکیب برونبوم‌های ریزدانه منطقه شرق نابر بیشتر میکرودیوریت و میکروکوارتز دیوریت تشخیص داده شده و بافت اصلی آن‌ها ریزدانه، پویی‌کیلیتیک.

بحث و برداشت

پیروکسن

پیروکسن یک کانی مهم برای تعبیر و تفسیرهای سنگ‌شناسی محسوب می‌شود. این کانی‌ها قادرند حوادث مختلفی را که حین تبلور رخ داده است در خود ثبت کنند. پیروکسن‌های منطقه شرق نابر از دو نوع ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند که در نمودار رده‌بندی [۹] به ترتیب در گستره‌های هیپرستن و دیوپسید قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف). نتیجه‌ی آنالیز ریزپردازشی برخی از ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های پیروکسن دیوریتی منطقه‌ی شرق نابر همراه با محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها براساس ۶ اکسیژن در جدول ۱ آورده شده‌اند.



شکل ۳ الف) موقعیت قرار گیری پیروکسن‌های سنگ های نفوذی شرق نابر با استفاده از نمودار [۹] ب) موقعیت قرار گیری پیروکسن‌های سنگ-های نفوذی شرق نابر در نمودار [۱۰]. پ) نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 [۱۱]. ت) موقعیت قرار گیری پیروکسن‌های سنگ‌های نفوذی شرق نابر در نمودار دو تاییAlIV در مقابل AlVI [۱۳]. ث) در نمودار AlVI در مقابلAlIV [۱۴] کلینوپیروکسن‌ها زمانی که فشار ۵ کیلوبار و آب ماگمایی بیش از ٪۱۰ بوده متبلور شده‌اند. ج) قرار گیری ترکیب کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های منطقه شرق نابر در گستره‌ی کوهزایی نمودار Ca در مقابل Ti [۱۵].

جدول ۱ نتایج آنالیز ریزپردازشی پیروکسن‌های موجود در نمونه پیروکسن دیوریت انتخاب شده از سنگ‌های نفوذی شرق نابر.

Sample	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Analysis	Rim	Core	Rim	Rim	Core	Rim	Rim	Rim-Core	Core	Rim-Core	Rim
Mineral	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene	Pyroxene
SiO_2	۵۰٫۹۷	۵۲٫۹۰	۵۲.۴۰	۵۲٫۱۴	۵۱٫۲۶	۵۱٫۷۴	۵۱٫۹۶	۵۲٫۳۳	۵۳٫۳۳	۵۲٫۷۳	۵۳٫۱۶
TiO_2	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۹	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۳
Al_2O_3	۱٫۲۳	۰٫۷۱	۰٫۷۶	۰٫۶۷	۰٫۹۶	۰٫۸۹	۰٫۵۷	۰٫۷۴	۰٫۲۱	۰٫۹۲	۰٫۲۶
FeO^t	۲۴.۸۱	۲۱٫۴۲	۲۲٫۰۶	۲۲٫۰۸	۲۲٫۵۸	۲۲٫۴۲	۱۱٫۶۲	۹٫۷۴	۷٫۱۵	۹٫۰۰	۷٫۲۰
MnO	۰٫۹۷	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۰٫۹۳	۰٫۹۸	۱٫۰۰	۰٫۲۳	۰٫۱۵	۰٫۴۱	۰٫۱۳	۰٫۳۰
MgO	۲۰٫۵۶	۲۲٫۹۷	۲۲٫۸۰	۲۳٫۱۶	۲۲٫۸۶	۲۲٫۹۰	۱۱٫۶۴	۱۳٫۰۳	۱۴٫۸۸	۱۳٫۲۶	۱۴٫۸۰
CaO	۰٫۶۷	۰٫۹۴	۰٫۹۰	۱٫۲۰	۱٫۰۹	۱٫۱۷	۲۳٫۹۸	۲۳٫۵۳	۲۳٫۸۷	۲۳٫۷۹	۲۴٫۲۶
Na_2O	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۳۴	۰٫۲۱
K_2O	۰٫۱۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Total	۹۹٫۴۸	۹۹٫۹۸	۹۹٫۹۰	۱۰۰٫۳۹	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۴۱	۱۰۰٫۴۱	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۲۳	۱۰۰٫۲۳
Number of ions on the basis of 6 Oxygens											
Si	۱٫۹۲۹	۱٫۹۶۳	۱.۹۴۷	۱٫۹۲۸	۱٫۹۰۶	۱٫۹۱۵	۱٫۹۵۵	۱٫۹۵۹	۱٫۹۷۱	۱٫۹۶۴	۱٫۹۶۴
Ti	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱
Al^{IV}	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۳	۰٫۰۲۹	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۵	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰۹	۰٫۰۳۶	۰٫۰۱۱
Fe^{2+}	۰٫۶۹۲	۰٫۶۲۵	۰٫۶۱۴	۰٫۵۷۷	۰٫۵۶۸	۰٫۵۷۲	۰٫۲۷۸	۰٫۲۳۶	۰٫۱۵۸	۰٫۲۲۷	۰٫۱۴۸
Fe^{3+}	۰٫۰۹۳	۰٫۰۳۹	۰٫۰۷۲	۰٫۱۰۶	۰٫۱۳۴	۰٫۱۲۳	۰٫۰۸۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۴	۰٫۰۵۳	۰٫۰۷۴
Mn	۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹
Mg	۰٫۱۶۰	۱٫۲۷۱	۱٫۲۶۳	۱٫۲۷۷	۱٫۲۶۷	۱٫۲۶۳	۰٫۶۶۳	۰٫۷۲۷	۰٫۸۲۱	۰٫۷۳۶	۰٫۸۱۵
Ca	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۷	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۷	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۶	۰٫۹۶۶	۰٫۹۴۴	۰٫۹۴۷	۰٫۹۴۹	۰٫۹۶۱
Na	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۵	۰٫۰۱۵
K	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cations	۳٫۹۹۱	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۳٫۹۹۹	۳٫۹۹۹	۳٫۹۹۸	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰	۴٫۰۰۰
$Fe^{\#}$	۰٫۴۹۷	۰٫۳۳۰	۰٫۳۲۷	۰٫۳۱۱	۰٫۳۰۹	۰٫۳۱۱	۰٫۲۹۹	۰٫۲۴۵	۰٫۱۶۱	۰٫۲۳۵	۰٫۱۵۴
$Mg^{\#}$	۰٫۵۰۳	۰٫۶۷۰	۰٫۶۷۳	۰٫۶۸۹	۰٫۶۹۱	۰٫۶۸۹	۰٫۷۰۱	۰٫۷۵۵	۰٫۸۳۹	۰٫۷۶۵	۰٫۸۴۶

$Fe^{\#}=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ $Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe^{2+})$

پژوهش‌های [۱۰] نشان می‌دهند که میزان جایگزینی دو عنصر کلسیم و آلومینیم در کانی ارتوپیروکسن به نحوی است که می‌تواند شرایط سنگ‌زایی ماگمای مادر را در خود حفظ کند. بر اساس نمودار CaO نسبت به $Fe^{\#}$ [۱۰] ارتوپیروکسن-های نمونه پیروکسن دیوریتی شرق نابر از یک ماگمای متاآلومینه متبلور شده‌اند (شکل ۳-ب) براساس نمودار رده-بندی [۱۱]، همه کلینوپیروکسن‌ها در گستره آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۳-پ). میزان Al^{VI} در کلینوپیروکسن با تغییرات فشار تغییر می‌کند [۱۲]. براساس نمودار Al^{IV} در مقابلAl^{VI} [۱۳] نمونه‌های پیروکسن دیوریتی در گستره‌ی فشار پایین قرار گرفته‌اند (شکل ۳-ت). نمودار [۱۴] نشان می-دهد قرارگیری آلومینیم در جایگاه چهار وجهی و هشت وجهی کلینوپیروکسن برای براورد درصد آب ماگما روش مناسبی است. بنابراین نمودار نمونه‌ها در گستره فشار ۵ کیلوبار و زمانی که مقدار آب ماگمایی بیشتر از ۱۰٪ بوده، تشکیل شده‌اند (شکل ۳-ث). موقعیت قرارگیری پیروکسن‌ها در نمودار Ca در مقابل Ti [۱۵] خاستگاه سنگ‌ها از محیط‌های وابسته به کوهزایی را تایید می‌کند (شکل ۳-ج).

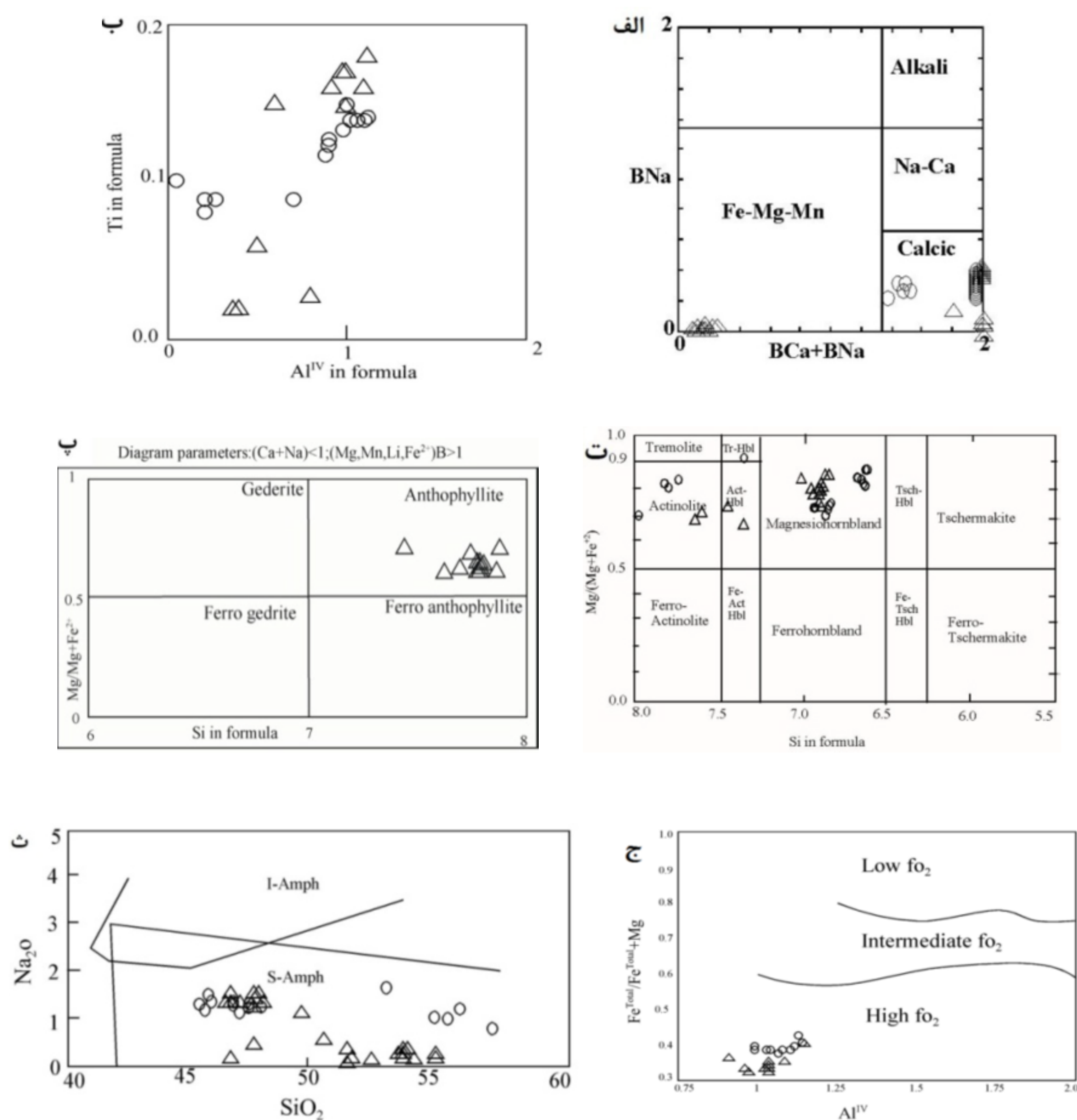
آمفیبول

آمفیبول یک کانی مافیک مهم در سنگ‌های حدواسط شرق نابر محسوب می‌شود. نقاط آنالیز شده از این کانی به همراه فرمول ساختاری آن بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن در جدول ۲ آمده است. ترکیب آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه بر اساس نمودار [۱۶] در دو گروه آمفیبول‌های Fe-Mg-Mn و آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-الف). آمفیبول حاصل از تجزیه‌ی حاشیه هیپرستن از نوع Fe-Mg-Mn (ثانویه) است. در صورتی که سایر آمفیبول‌های موجود در دیوریت و گابرودیوریت از نوع کلسیک هستند. بیشتر آمفیبول-های کلسیک اولیه در گستره مگنزیوهورنبلند و نمونه‌های

کلسیک ثانویه در گستره‌ی اکتینولیت و هورنبلند – اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-پ). همه‌ی آمفیبول‌های کلسیک کمتر از ۰/۵ اتم Ti در فرمول ساختاری دارند و ارتباط مثبتی را با Al^{IV} نشان می‌دهند (شکل ۴-ب). آمفیبول‌های ثانویه که با جایگزینی ارتوپیروکسن تشکیل شده‌اند در گستره آنتوفیلیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ت). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش، Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع میان صفحه‌ای (I- Amph) دارند. براساس نمودار جداکننده [۱۷]، آمفیبول-های این منطقه در گستره‌ی آمفیبول‌های وابسته به فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند (شکل ۴-ث). مقدار گریزندگی یک ماگما به محیط زمین ساختی‌ای که ماگما از آن ریشه گرفته است بستگی دارد. به عقیده‌ی [۱۸] ماگماهایی که در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند دارای گریزندگی اکسیژن بالایی هستند. به عقیده [۱۹] آمفیبول‌هایی که دارای $Al^{IV}>0.75$ و $Fe^{Total}/(Fe^{Total}+Mg)>0.3$ باشند، برای تعیین گریزندگی اکسیژن مناسب هستند. از بین آمفیبول‌های آنالیز شده تنها مگنزیوهورنبلندها دارای شرایط فوق می‌باشند. براساس این نمودار مگنزیوهورنبلندهای موجود در سنگ‌های پیروکسن دیوریتی و گابرودیوریتی شرق نابر در گستره‌ی گریزندگی بالای اکسیژن واقع شده‌اند (شکل ۴-ج).

جدول ۲ نتایج آنالیز ریزپردازشی آمفیبول‌های موجود در نمونه پیروکسن دیوریت و گابرو دیوریت سنگ‌های نفوذی شرق نابر.

Sample	۴۱	۴۱	۴۱	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Analysis	Core	Rim	Core	Rim	Rim	Rim	Core	Core	Rim	Rim	Rim
Mineral	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
SiO2	۴۷٫۵۰	۴۷٫۹۸	۴۶٫۱۶	۵۲٫۴۶	۴۸٫۲۳	۴۸٫۰۴	۴۷٫۹۵	۴۷٫۲۸	۵۳٫۹۵	۵۴٫۱۱	۵۴٫۲۶
TiO2	۱٫۳۵	۱٫۱۶	۱٫۰۸	۰٫۲۰	۱٫۵۰	۱٫۵۹	۱٫۵۸	۱٫۶۶	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۶
Al2O3	۶٫۲۲	۵٫۸۶	۵٫۹۹	۳٫۱۰	۵٫۸۱	۶٫۱۶	۶٫۰۹	۷٫۷۸	۰٫۶۵	۰٫۶۶	۰٫۶۷
Cr2O3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰.۰۰
FeO	۱۵٫۲۳	۱۵٫۴۳	۱۶٫۲۰	۱۲٫۸۴	۱۳٫۲۶	۱۲٫۹۳	۱۲٫۷۶	۱۵٫۴۵	۲۳٫۴۷	۲۳٫۰۹	۲۲٫۷۲
MnO	۰٫۴۸	۰٫۵۷	۰٫۵۴	۰٫۱۹	۰٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۰٫۷۰	۰٫۶۵	۰٫۶۱
MgO	۱۴٫۱۶	۱۳٫۹۰	۱۴٫۰۷	۱۴٫۹۸	۱۵٫۹۲	۱۵٫۵۱	۱۵٫۴۴	۱۲٫۷۵	۱۷٫۱۵	۱۷٫۵۹	۱۸٫۰۴
CaO	۱۱٫۶۱	۱۱٫۴۴	۱۱٫۰۱	۱۲٫۵۵	۱۱٫۱۰	۱۱٫۴۸	۱۱٫۱۳	۱۰٫۷۶	۰٫۹۰	۰٫۷۲	۰٫۵۴
Na2O	۱٫۳۶	۱٫۳۳	۱٫۲۱	۰٫۳۸	۱٫۵۶	۱٫۴۹	۱٫۳۵	۱٫۵۳	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴
K2O	۰٫۴۶	۰٫۳۹	۰٫۴۳	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۴۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Total	۹۸٫۳۶	۹۸٫۰۵	۹۶٫۸۱	۹۶٫۹۸	۹۷٫۹۷	۹۷٫۴۸	۹۶٫۸۷	۹۸٫۰۱	۹۷٫۰۹	۹۶٫۹۶	۹۶٫۹۵
	Number of ions on the basis of 23 Oxygens										
Si	۶٫۸۵۴	۶٫۹۴۲	۶٫۷۴۱	۷٫۶۲۰	۶٫۸۷۳	۶٫۸۸۹	۶٫۹۱۲	۶٫۸۳۳	۷٫۸۵۰	۷٫۹۵۷	۷٫۹۶۰
Ti	۰٫۱۴۷	۰٫۱۲۶	۰٫۱۱۹	۰٫۰۲۱	۰٫۱۶۱	۰٫۱۷۲	۰٫۱۷۱	۰٫۱۸۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۰
AlIV	۱٫۰۵۷	۰٫۹۹۸	۰٫۰۳۱	۰٫۳۷۹	۰٫۹۷۶	۰٫۰۳۹	۰٫۰۳۴	۱٫۱۶۷	۰٫۰۵۰	۰٫۰۴۳	۰٫۰۴۰
AlVI	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۵۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۱۵۸	۰٫۰۷۰	۰٫۰۷۱	۰٫۰۷۰
Fe2+	۰٫۹۵۰	۰٫۹۹۸	۰٫۶۳۳	۰٫۴۴۱	۰٫۵۰۸	۰٫۷۲۱	۰٫۶۱۷	۱٫۰۵۳	۲٫۹۰۰	۲٫۸۳۹	۲٫۸۹۰
Fe3+	۰٫۸۸۸	۰٫۸۷۹	۱٫۳۴۶	۰٫۱۱۹	۱٫۰۷۲	۰٫۸۳۰	۰٫۹۲۱	۰٫۸۱۴	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۵۹	۰٫۰۷۰	۰٫۰۶۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۴	۰٫۰۲۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۹۰	۰٫۰۸۱	۰٫۰۸۰
Mg	۳٫۰۴۵	۲٫۹۹۸	۳٫۰۶۳	۳٫۲۴۴	۳٫۳۸۲	۳٫۳۱۵	۳٫۳۱۷	۲٫۷۴۹	۳٫۷۷۰	۳٫۸۵۶	۳٫۹۴۰
Ca	۱٫۷۹۴	۱٫۷۷۳	۱٫۷۴۰	۱٫۹۵۳	۱٫۶۹۵	۱٫۷۶۳	۱٫۷۱۹	۱٫۶۶۶	۰٫۱۴۰	۰٫۱۱۳	۰٫۰۸۰
Na	۰٫۳۸۰	۰٫۳۷۲	۰٫۳۴۳	۰٫۱۰۷	۰٫۴۳۱	۰٫۴۱۳	۰٫۳۷۷	۰٫۴۲۸	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۰
K	۰٫۰۸۵	۰٫۰۷۱	۰٫۰۸۱	۰٫۰۵۳	۰٫۰۶۴	۰٫۰۷۰	۰٫۰۶۳	۰٫۰۷۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
Cations	۱۵٫۲۵۹	۱۵٫۲۱۶	۱۵٫۱۶۳	۱۵٫۱۱۳	۱۵٫۱۹۱	۱۵٫۲۴۶	۱۵٫۱۵۹	۱۵٫۱۷۰	۱۴٫۹۱۰	۱۴٫۹۸۵	۱۵٫۰۰۰
Fe#	۰٫۲۳۷	۰٫۲۴۸	۰٫۱۷۱	۰٫۳۰۸	۰٫۱۳۱	۰٫۱۷۹	۰٫۱۵۷	۰٫۲۷۷	۰٫۴۳۰	۰٫۴۲۰	۰٫۴۲۰
Mg#	۰٫۷۶۲	۰٫۷۵۴	۰٫۸۲۸	۰٫۶۹۱	۰٫۸۶۹	۰٫۸۲۱	۰٫۸۴۳	۰٫۷۲۳	۰٫۷۸۰	۰٫۵۸۰	۰٫۸۰۰



شکل ۴ الف) موقعیت قرار گیری آمفیبول‌های سنگ‌های نفوذی شرق نابر در نمودار [۱۶]. ب) نمودار AlIV نسبت به Ti در آمفیبول‌های کلسیک. تمامی نمونه‌ها کمتر از ۰٫۵ اتم Ti در فرمول ساختاری خود دارند. پ) ترکیب آمفیبول‌های آهن، منیزیم، منگنز و لیتیم‌دار پیروکسن دیوریت آنالیز شده در نمودار [۱۶] در گستره‌ی آنتوفیلیت واقع می‌شوند. ت) ترکیب آمفیبول‌های کلسیک آنالیز شده در نمودار [۱۶] در گستره‌ی مگنزیوهورنبلند، هورنبلند-اکتینولیت و اکتینولیت تصویر شده‌اند. ث) نمودار جدا کننده‌ی ویژگی دگرنهادی محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف [۱۷]، که در آن S-Amph بیانگر آمفیبول‌های وابسته به فرورانش هستند و I-Amph نشان دهنده‌ی آمفیبول‌های محیط‌های میان صفحه‌ای. ج) نمودار تعیین گریزندگی اکسیژن به وسیله شیمی آمفیبول [۱۹].

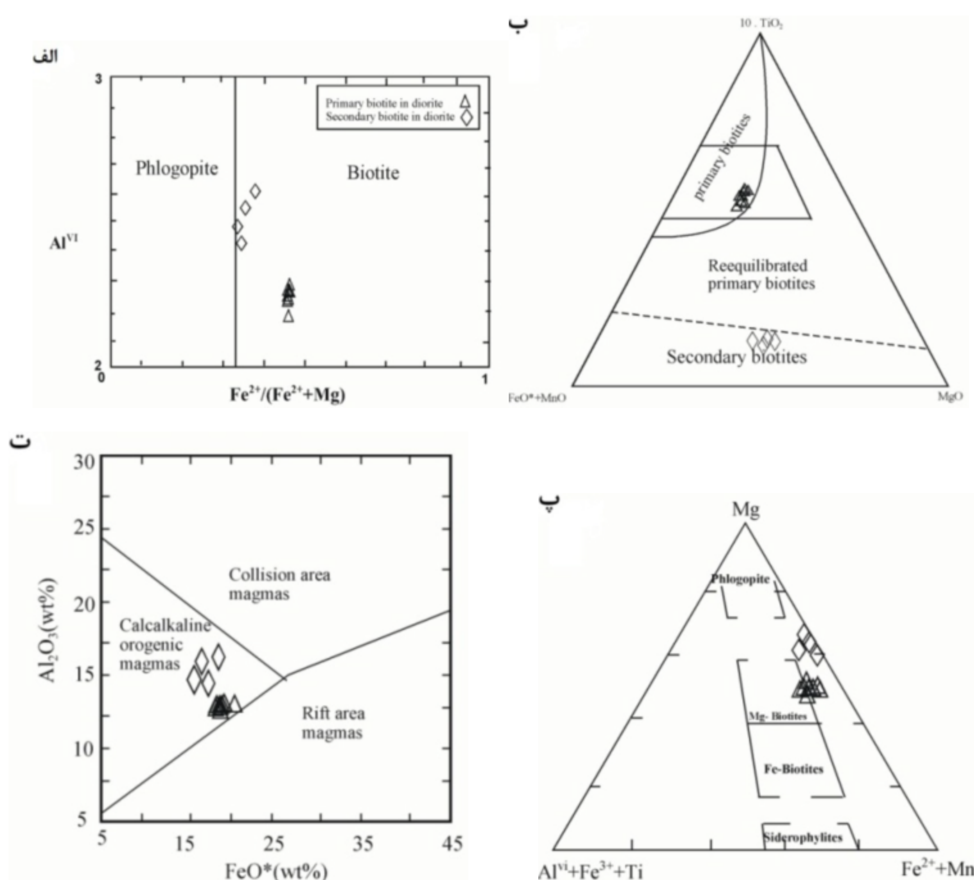
بیوتیت

در بررسی‌های سنگ‌نگاری وجود دو نوع بیوتیت، یکی اولیه (حاصل از تبلور ماگما) و دیگری ثانویه (حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک) در سنگ‌های ماگمایی مشخص شده‌اند. به منظور بررسی دقیق‌تر و جدایش بهتر این دو بیوتیت، از ویژگی‌های شیمیایی این کانی استفاده شده است. نتایج آنالیز بیوتیت‌های مورد بررسی همراه با فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن در جدول ۳ آورده شده‌اند. میکاهای مورد بررسی در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به Al^{IV} [۲۰] در سمت بیوتیت قرار گرفته‌اند و بر اساس $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$

(<۰/۳۳) از فلوگوپیت‌ها تفکیک شده‌اند (شکل ۵-الف). بر اساس نمودار $(FeO^*+MnO)-10*TiO_2-MgO$ [۲۱] بیوتیت سنگ‌های پیروکسن دیوریتی این منطقه در هر دو گستره بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های ثانویه قرار گرفته‌اند (شکل ۵-ب). بنابر نمودار مثلثی $Mg-(Mn+Fe^{2+})-(Al^{VI}+Fe^{3+}+Ti)$ [۲۲] بیوتیت‌های این منطقه بیشتر در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند و نشان دهنده گریزندگی نسبتاً بالای اکسیژن هستند (شکل ۵-پ). به عقیده‌ی [۲۳] بیوتیت‌ها سرشت و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های میزبان را بازتاب می‌دهند. موقعیت بیوتیت‌های سنگ‌های پیروکسن دیوریتی شرق نابر در نمودار FeO^t در برابر Al_2O_3 [۲۳] در گستره‌ی ماگماهای آهکی- قلیایی نواحی برخوردی قرار می‌گیرند (شکل ۵-ت).

جدول ۳ نتایج آنالیز ریزپردازشی بیوتیت‌های موجود در نمونه‌ی پیروکسن دیوریت انتخاب شده از سنگ‌های نفوذی شرق نابر

Sample	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲
Analysis	Core	Core	Core	Core	Rim	Rim	Rim	Rim	Rim	Rim	Core	Rim
Mineral	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite
SiO_2	۳۶/۲۳	۳۶/۲۸	۳۶/۶۲	۳۶/۲۱	۳۶/۱۴	۳۶/۳۵	۳۶/۷۸	۳۵/۳۳	۳۵/۲۳	۳۷/۸۶	۳۵/۹۹	۳۶/۵۵
TiO_2	۳/۷۰	۳/۹۲	۴/۰۴	۴/۰۱	۳/۹۷	۴/۰۰	۳/۷۳	۳/۷۲	۰/۵۸	۰/۶۲	۰/۵۸	۰/۵۳
Al_2O_3	۱۳/۱۶	۱۳/۰۶	۱۲/۹۶	۱۲/۸۶	۱۳/۱۳	۱۳/۰۱	۱۲/۵۳	۱۲/۹۹	۱۶/۰۹	۱۴/۴۷	۱۵/۵۸	۱۵/۱۰
FeO*	۱۹/۲۴	۱۹/۱۱	۱۸/۹۲	۱۹/۳۳	۱۹/۶۶	۱۹/۲۵	۱۹/۱۰	۲۰/۴۱	۱۹/۹۲	۱۶/۹۴	۱۷/۹۴	۱۶/۵۵
MnO	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۲	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۵
MgO	۱۲/۶۳	۱۳/۱۲	۱۳/۰۸	۱۲/۷۸	۱۳/۱۱	۱۲/۷۹	۱۳/۳۱	۱۳/۱۶	۱۷/۸۵	۱۸/۱۵	۱۹/۰۲	۱۸/۹۵
CaO	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۱۴	۰/۲۴	۰/۵۰	۱/۱۶	۰/۴۹	۱/۲۳	۰/۸۳
Na_2O	۰/۱۳	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۲
K_2O	۸/۸۱	۹/۲۱	۸/۶۵	۹/۰۶	۸/۸۹	۹/۱۹	۸/۸۱	۸/۲۲	۳/۵۷	۶/۷۹	۴/۳۳	۵/۴۷
BaO	۰/۲۶	۰/۳۷	۰/۳۰	۰/۴۰	۰/۳۷	۰/۳۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳
Total	۹۴/۴۷	۹۵/۴۳	۹۴/۹۵	۹۷/۹۴	۹۵/۴۸	۹۵/۳۰	۹۴/۹۵	۹۴/۸۲	۹۴/۷۴	۹۵/۴۸	۹۴/۸۸	۹۴/۲۸
Number of inos on the basis of 22 Oxygens												
Si	۵/۳۴۳	۵/۳۱۱	۵/۳۵۷	۵/۳۳۱	۵/۲۸۵	۵/۳۲۳	۵/۳۸۸	۵/۲۲۴	۵/۰۳۷	۵/۳۵۵	۵/۱۰۳	۵/۲۱۱
Ti	۰/۴۱۱	۰/۴۲۳	۰/۴۴۴	۰/۴۴۴	۰/۴۳۶	۰/۴۲۲	۰/۴۱۱	۰/۴۱۳	۰/۰۶۲	۰/۰۶۶	۰/۰۶۱	۰/۰۵۶
AlIV	۲/۲۸۶	۲/۲۵۲	۲/۲۳۳	۲/۲۳۰	۲/۲۶۱	۲/۲۴۶	۲/۱۶۱	۲/۲۶۱	۲/۷۰۹	۲/۴۱۱	۲/۶۰۱	۲/۵۳۶
Fe^{2+}	۲/۳۷۳	۲/۳۳۹	۲/۳۱۵	۲/۳۸۰	۲/۴۰۴	۲/۳۶۰	۲/۳۴۱	۲/۵۲۳	۲/۳۸۲	۲/۰۰۵	۲/۱۲۷	۱/۹۷۴
Mn	۰/۰۱۷	۰/۰۱۷	۰/۰۱۶	۰/۰۲۲	۰/۰۲۳	۰/۰۱۷	۰/۰۲۳	۰/۰۳۱	۰/۰۳۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۰	۰/۰۱۸
Mg	۲/۷۷۶	۲/۸۶۲	۲/۸۵۲	۲/۸۰۶	۲/۸۵۷	۲/۷۹۵	۲/۹۰۸	۲/۹۰۰	۳/۸۰۶	۳/۸۲۸	۴/۰۲۰	۴/۰۲۶
Ca	۰/۰۲۸	۰/۰۱۹	۰/۰۲۱	۰/۰۰۷	۰/۰۱۶	۰/۰۲۲	۰/۰۳۸	۰/۰۷۹	۰/۱۷۸	۰/۰۷۴	۰/۲۰۲	۰/۱۲۷
Na	۰/۰۳۸	۰/۰۲۹	۰/۰۳۵	۰/۰۲۶	۰/۰۲۴	۰/۰۳۰	۰/۰۲۹	۰/۰۲۲	۰/۰۲۴	۰/۰۱۸	۰/۰۲۲	۰/۰۳۴
K	۱/۶۵۷	۱/۷۲۰	۱/۶۱۵	۱/۷۰۱	۱/۶۵۹	۱/۷۱۹	۱/۶۴۶	۱/۵۵۱	۰/۶۵۱	۱/۲۲۵	۰/۷۸۵	۰/۹۹۷
Ba	۰/۰۲۱	۰/۰۲۱	۰/۰۱۷	۰/۰۲۳	۰/۰۲۱	۰/۰۱۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Cations	۱۴/۹۵۰	۱۵.۰۰۲	۱۴/۹۰۵	۱۴/۹۷۰	۱۴/۹۸۶	۱۴/۹۷۶	۱۴/۹۵۴	۱۵/۰۱۴	۱۴/۸۸۰	۱۴/۹۹۲	۱۴/۹۳۳	۱۴/۹۷۶
Fe#	۰/۴۶۰	۰/۴۵۰	۰/۴۵۰	۰/۴۶۰	۰/۴۶۰	۰/۴۶۰	۰/۴۵۰	۰/۴۷۰	۰/۳۸۰	۰/۳۴۰	۰/۳۵۰	۰/۳۳۰
Mg#	۰/۵۴۰	۰/۵۵۰	۰/۵۵۰	۰/۵۴۰	۰/۵۴۰	۰/۵۴۰	۰/۵۵۰	۰/۵۳۰	۰/۶۲۰	۰/۶۶۰	۰/۶۵۰	۰/۶۷۰



شکل ۵ الف) موقعیت قرارگیری بیوتیت سنگ‌های پیروکسن دیوریتی شرق نابر در نمودار [۲۰] ب) جدایی بیوتیت‌های مورد بررسی در نمودار [۲۱]. پ) رده‌بندی بیوتیت‌ها بر اساس [۲۲]. ت) موقعیت بیوتیت سنگ‌های پیروکسن دیوریتی شرق نابر در نمودار Al_2O_3 در برابر FeOt [۲۳].

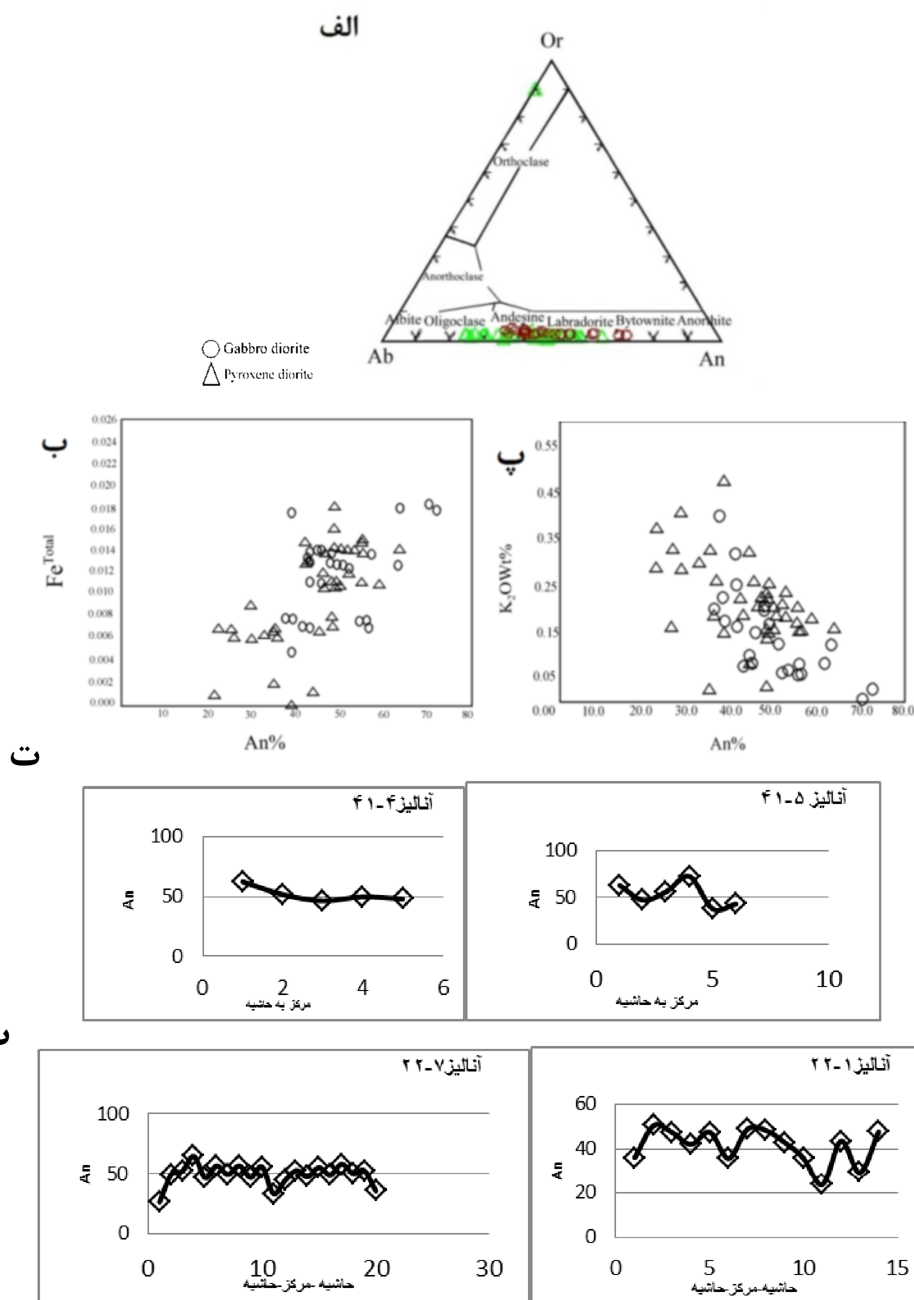
فلدسپار

ترکیب فلدسپارها علاوه بر ترکیب و دمای ماگما، به گازهای ماگمایی نیز بستگی دارد [۲۴]. بر اساس نمودار Or-Ab-An [۲۰] پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرودیوریتی شرق نابر در گستره‌ی آندزین، لابرادوریت و بیتونیت و ترکیب فلدسپارهای سنگ‌های پیروکسن دیوریتی این منطقه در گستره‌ی الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت و ارتوکلاز واقع می شوند (شکل ۶-الف). نتایج آنالیز برخی از فلدسپارهای سنگ‌های آنالیز شده شرق نابر به همراه محاسبه‌ی فرمول ساختاری آن‌ها براساس ۸ اکسیژن در جدول ۴ آمده است.

به عقیده‌ی [۲۵] روند خطی An نسبت به K_2O در پلاژیوکلازها نشانگر آن است که پلاژیوکلاز فاز اصلی در ماگماست. پلاژیوکلازهای سنگ‌های پیروکسن دیوریتی و گابرو دیوریتی شرق نابر در نمودار دوتایی An نسبت به K_2O روند خطی را نشان می‌دهند (شکل ۶-ب). میزان جایگزینی آهن در پلاژیوکلاز در موقعیت چهاروجهی به صورت Fe^{2+} و Fe^{3+} و در موقعیت هشت‌وجهی به صورت Fe^{2+} به شدت به حالت اکسایش بستگی دارد [۲۶]. پژوهش‌های [۲۸،۲۷] روی پلاژیوکلازهای طبیعی نشان می‌دهد که میزان آهن در پلاژیوکلازها با افزایش درصد آنورتیت آن‌ها افزایش می‌یابد. ویژگی یاد شده در بلورهای پلاژیوکلاز سنگ‌های پیروکسن دیوریتی و گابرودیوریتی شرق نابر قابل رویت است (شکل ۶پ).

بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌ی شرق نابر منطقه‌بندی نوسانی نشان می دهند. در مشاهدات میکروسکوپی این منطقه بندی با تنوع رنگی یا دوشکستی مشخص می شود. منطقه بندی نوسانی به واسطه تغییرات ناگهانی در مقدار آنورتیت پلاژیوکلازها حاصل می‌شود. ایجاد این تغییرات ناگهانی مستلزم رخدادهای ناگهانی در شرایط دینامیکی تبلور است [۲۹]. به نظر [۳۰] افزایش فشار بخار آب ماگما در اثر آزاد شدن آب از صفحه‌ی فرورونده طی افزایش فشار، پیشرفت واکنش‌های دگرگونی و رسوب‌های همراه آن از عوامل تاثیر گذار در تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل این بلورهاست. به منظور

بررسی کامل‌تر و صحت این پدیده چند نمونه پلاژیوکلاز منطقه‌بندی شده‌ی نمونه‌های پیروکسن دیوریتی و گابرودیوریتی شرق نابر انتخاب شدند. میزان تغییرات آنورتیت در این پلاژیوکلازها در شکل‌های ۶- ت و ث نشان داده شده‌اند. الگوی نوسانی و آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها از مرکز به حاشیه در نمونه‌های گابرو دیوریتی و پیروکسن دیوریتی شرق نابر نیز این موضوع را تایید می‌کنند.



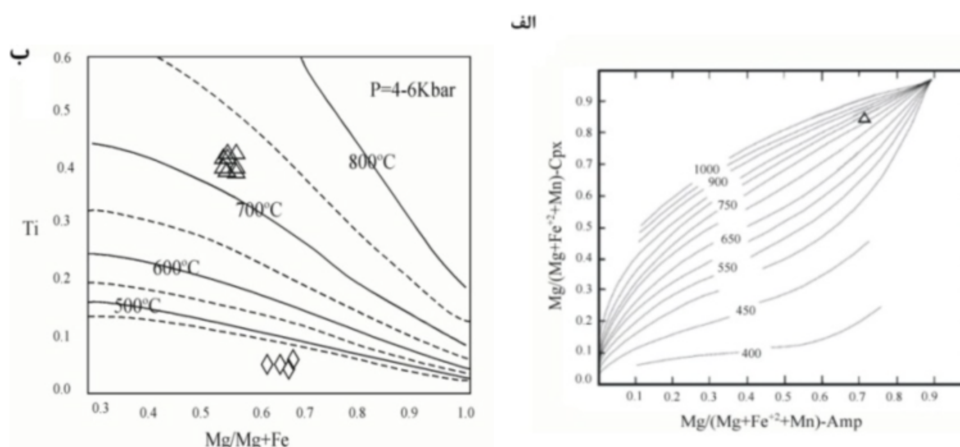
شکل ۶ الف) ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرودیوریتی و پیروکسن دیوریتی شرق نابر، بر اساس نمـودار Or-Ab-An [۲۰]. ب) روند خطی نمونه‌های شرق نابر در نمودار An% نسبت به K_2O نشانگراین است که کانی پلاژیوکلاز فاز اصلی در ماگماست. پ) در نمودار تغییرات میزان آنورتیت نسبت به آهن کل، آهن در پلاژیوکلاز با افزایش آنورتیت افزایش می‌یابد. ت) بررسی منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازهای زونه نمونه‌های گابرودیوریتی منطقه‌ی شرق نابر. ث) بررسی منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازهای زونه نمونه‌های پیروکسن دیوریتی منطقه‌ی شرق نابر.

جدول ۴ نتایج آنالیز ریزپردازشی فلدسپارهای موجود در نمونه‌ی پیروکسن دیوریت و گابرودیوریت سنگ‌های نفوذی شرق نابر.

Sample	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۲۲	۴۱	۴۱	۴۱	۴۱	۴۱
Analysis	core	core	core	core	core	rim	core	core	core	Core-rim	Core-rim
Mineral	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Orthoclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase	Plagioclase
SiO_2	۵۷٫۲۳	۵۴٫۷۲	۵۶٫۴۷	۵۴٫۳۲	۵۵٫۹۷	۶۴٫۷۸	۵۲٫۰۱	۵۱٫۳۷	۵۴٫۷۰	۵۳٫۰۵	۴۸٫۸۹
TiO_2	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al_2O_3	۲۶٫۶۷	۲۸٫۱۰	۲۶٫۷۹	۲۸٫۴۰	۲۷.۳۹	۱۸٫۰۵	۳۸٫۸۵	۳۱٫۲۹	۲۸٫۸۹	۳۰٫۲۷	۳۳٫۱۳
FeO*	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۲۲	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۴۲
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲
CaO	۹٫۲۷	۱۱٫۱۳	۱۰٫۰۹	۱۱٫۶۷	۱۰٫۲۹	۰٫۰۴	۱۲٫۵۰	۱۲٫۶۷	۹٫۸۱	۱۱٫۴۱	۱۴٫۵۰
Na_2O	۶٫۲۶	۵٫۴۳	۶٫۰۶	۵٫۱۳	۵٫۸۲	۱٫۱۱	۴٫۰۷	۳٫۹۷	۵٫۸۷	۴٫۸۴	۲٫۹۶
K_2O	۰٫۳۰	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۱۵٫۱۳	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۲۷	۰٫۰۸	۳٫۰۳
Total	۱۰۰٫۰۰	۱۰۰٫۰۰	۹۹٫۹۷	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۹۷	۹۹٫۸۱	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۰	۹۹٫۹۸	۱۰۰٫۰۴	۹۹٫۹۷
Number of inos on the basis of 8 Oxygens											
Si	۲٫۵۷۲	۲٫۴۷۶	۲٫۵۴۶	۲٫۴۵۹	۲٫۵۲۴	۳٫۰۰۱	۲٫۳۶۳	۲٫۳۳۴	۲٫۴۶۹	۲٫۳۹۹	۲٫۲۳۳
Al	۱٫۴۱۱	۱٫۴۹۷	۱٫۴۲۳	۱٫۵۱۴	۱٫۴۵۴	۰٫۹۸۵	۱٫۶۴۷	۱٫۶۷۴	۱٫۵۳۶	۱٫۶۱۲	۱٫۷۸۱
Fe2+	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۶
Ca	۰٫۴۴۶	۰٫۵۳۹	۰٫۴۷۸	۰٫۵۶۶	۰٫۴۹۷	۰٫۰۰۲	۰٫۶۰۷	۰٫۶۱۷	۰٫۴۷۴	۰٫۵۵۳	۰٫۷۰۹
Na	۰٫۵۴۵	۰٫۴۷۶	۰٫۵۳۰	۰٫۴۵۰	۰٫۵۰۹	۰٫۱۰۰	۰٫۳۵۳	۰٫۳۵۰	۰٫۵۱۴	۰٫۴۲۴	۰٫۲۶۲
K	۰.۰۱۷	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۸۹۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۰	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۲
Cations	۵٫۰۱۱	۵٫۰۱۷	۵٫۰۱۰	۵٫۰۱۲	۵٫۰۰۶	۵٫۰۰۹	۴٫۹۹۳	۵٫۰۰۷	۵٫۰۲۶	۵٫۰۰۸	۵٫۰۰۵
Ab	۵۴٫۱۰۰	۴۶٫۴۰۰	۵۱٫۷۰۰	۴۳٫۸۰۰	۵۰٫۰۰۰	۱۰٫۰۰۰	۳۶٫۹۰۰	۳۵٫۸۰۰	۵۱٫۲۰۰	۴۳٫۲۰۰	۲۶٫۹۰۰
An	۴۴٫۲۰۰	۵۲٫۵۰۰	۴۷٫۵۰۰	۵۵٫۱۰۰	۴۸٫۸۰۰	۰٫۲۰۰	۶۲٫۶۰۰	۶۳٫۲۰۰	۴۷٫۲۰۰	۵۶٫۳۰۰	۷۲٫۹۰۰
Or	۱٫۷۰۰	۱٫۱۰۰	۰٫۹۰۰	۱٫۲۰۰	۱٫۳۰۰	۸۹٫۸۰۰	۰٫۵۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۶۰۰	۰٫۵۰۰	۰٫۲۰۰

دما - فشار سنجی

یکی از روش‌های دماسنجی بر پایه‌ی تبادل کاتیون‌های Fe و Mg بین کانی‌های آمفیبول و کلینوپیروکسن همزیست است [۳۱] که از طریق آن دمای تعادل این دو کانی حاصل می‌شود. در این روش از ترکیب کانی، در حاشیه‌ی بلور استفاده شده است؛ زیرا به برقراری تعادل ترمودینامیکی پیرامون بلور می‌توان اطمینان بیشتری داشت. با استفاده از این روش دمای تعادلی این دو کانی در نمونه پیروکسن دیوریت در حدود ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه‌ی سانتی گراد برآورد شده است (شکل ۷-الف). لزوم استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز به عنوان دماسنج این است که، در بررسی های سنگ‌نگاری آمفیبول و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار یکدیگر باشند [۳۲]. با استفاده از این روش دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه گابرودیوریت حدود ۹۱۱ درجه‌ی سانتی گراد برآورد شده است. از آنجایی که احتمالاً این گابرو دیوریت‌ها در اثر آمیختگی گدازه‌های حاصل از ذوب سنگ‌های پوسته‌ی زیرین و ماگمای مافیک حاصل از ذوب‌بخشی گوشته‌ی فوقانی ایجاد شده است، این دما احتمالاً دمای مربوط به برقراری دوباره‌ی تعادل بین کانی‌ها در مراحل آخر ماگمایی و یا پس از ماگمایی است. بر اساس نمودار Ti نسبت به Mg/Mg+Fe [۳۳] دمای تشکیل بیوتیت‌های سنگ‌های پیروکسن دیوریتی شرق نابر به ترتیب در حدود بالاتر از ۷۰۰ °C برای بیوتیت‌های اولیه و حدود کمتر از ۵۰۰°C برای بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی برآورد شده است (شکل ۷-ب).



شکل ۷ الف) دمای تعادل کلینوپیروکسن و آمفیبول همزیست در نمونه پیروکسن دیوریت [۳۱]. ب) نمودار تعیین دمای تبلور بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین [۳۳].

برای براورد فشار حاکم در زمان تبلور سنگ‌های این منطقه، از نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های اولیه‌ی موجود در نمونه گابرودیوریتی و پیروکسن دیوریتی این منطقه استفاده شده است. با توجه به حضور مجموعه‌ی کانیایی کوارتز- فلدسپار قلیایی-پلاژیوکلاز-بیوتیت-تیتانیت-مگنتیت در سنگ‌های پیروکسن دیوریتی و گابرو دیوریتی شرق نابر می‌توان فشار تبلور آمفیبول را به روش‌های گوناگون محاسبه کرد. براساس معادله‌ی زمین- فشارسنجی [۳۴] می‌توان از Al^{Total} موجود در هورنبلند برای دستیابی به فشار تبلور آن استفاده کرد.

$$P\ (\pm0.6\ Kbar) = -3.01 + 4.76\ Al^{Total},\ Al^{Total} = Al^{IV} + Al^{VI}$$

بر اساس این معادله فشار تشکیل آمفیبول به ترتیب ۲/۱۵ کیلوبار (گابرودیوریت) و ۲/۰۵ کیلوبار (دیوریت) محاسبه شده است. براساس فشار محاسبه شده می‌توان عمق جایگیری ماگما قبل از صعود را براورد کرد. با فرض اینکه فشار حاکم در زمان تبلور آمفیبول، فشار همه جانبه لیتواستاتیک، ناشی از وزن سنگ‌های فوقانی بوده، با استفاده از رابطه‌ی $P = \rho.h.g$ می‌توان عمق (h) را محاسبه کرد. البته فشارهای زمین ساختی نیز تاثیرگذار هستند، با فرض این که اهمیت و اثر آن‌ها در قیاس با فشارلیتواستاتیک ناچیز است، می‌توان از آن چشم‌پوشی کرد. عمق جایگیری در حدود ۸/۱ کیلومتر (برای گابرودیوریت) و ۷/۷۴ کیلومتر (برای پیروکسن دیوریت) می‌باشد.

برداشت

شواهد سنگ‌نگاری به دست آمده در سنگ‌ها و برونبوم‌های شرق روستای نابر نظیر ساختار منطقه‌ای، بافت پویی کیلیتیک، حواشی غبارآلود، تحلیل رفته و واکنشی، باریکه‌های پلاژیوکلاز، آپاتیت‌های سوزنی و وجود برونبوم‌های ریز دانه‌ای مافیک همگی حاکی از عدم تعادل و شرایط ناپایدار در محیط تشکیل این سنگ‌ها است و واضح است که این سنگ‌ها از تبلور ساده یک ماگمای اولیه به وجود نیامده و احتمالاً در اثر فرآیندهایی نظیر آلایش و اختلاط ماگمایی، هضم و جدایی ایجاد شده‌اند. بررسی نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای، کانی‌های موجود در دو نمونه از سنگ‌های شرق نابر نشان می‌دهد که پیروکسن‌های موجود در این مقاطع از انواع فقیر از سدیم هستند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیشتر در گستره‌ی دیوپسید و ارتوپیروکسن‌ها در گستره‌ی هیپرستن قرار می‌گیرند. ترکیب این کانی منطبق بر پیروکسن‌های موجود در سری ماگمایی آهکی- قلیایی بوده و در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به حاشیه‌ای قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در دو گروه آمفیبول‌های Fe-Mg-Mn و آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. آمفیبول‌های حاصل از تجزیه حاشیه ارتوپیروکسن هیپرستنی، از نوع Fe-Mg-Mn (ثانویه) است، در صورتی که آمفیبول‌های دیگر موجود در سنگ‌های پیروکسن دیوریتی و گابرودیوریتی از نوع کلسیک

هستند. بعضی از آمفیبول‌های کلسیک موجود در این سنگ‌ها مگنزیوهورنبلند (اولیه) و بخشی دیگر اکتینولیت و هورنبلند اکتینولیت (ثانویه) هستند. بررسی‌های فشار سنجی نمونه‌ها بر پایه Al موجود در آمفیبول [۳۴]، تبلور آمفیبول به ترتیب در فشارهای ۲/۱۵ کیلوبار (برای نمونه گابرو دیوریتی) و ۲/۰۵ کیلوبار (برای نمونه پیروکسن دیوریتی) صورت گرفته است. عمق جایگیری در حدود ۸/۱ کیلومتر (برای گابرودیوریت) و ۷/۷۴ کیلومتر (برای پیروکسن دیوریت) است. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرو دیوریتی شرق نابر در گستره‌ی آندزین تا بیتونیت و ترکیب پلاژیوکلازهای سنگ‌های پیروکسن دیوریتی این منطقه در گستره‌ی الیگوکلاز تا لابرادوریت قرار می‌گیرند. دمای تعادل آمفیبول و پلاژیوکلاز در نمونه‌ی گابرودیوریتی براساس روش [۳۲] حدود ۹۱۱ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است. بیوتیت منطقه بیشتر از نوع بیوتیت غنی از Mg است. بر پایه رده بندی [۲۳] ماگمای سازنده‌ی بیوتیت‌های منطقه در گستره آهکی- قلیایی قرار می‌گیرند. بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها، بیوتیت‌ها و کلینوپیروکسن‌ها احتمالاً میزان گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده نمونه‌های پیروکسن دیوریتی و گابرو دیوریتی این منطقه نسبتاً بالا ست.

مراجع

[۱] امامی م. ه.، *نقشه چهارگوشه کاشان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰*، سازمان زمین شناسی کشور.

[۲] عباسی دهقی س.، *"پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های حدواسط در منطقه شرق نابر (جنوب غرب کاشان)"*، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۹۱) ص ۱۸۶.

[3] Halsor S. P., *"Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala"*, Bulletin of Volcanology 51 (1981) 271-280.

[4] Loomis T. P., *"Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 81 (1982) 219-229.

[5] Perugini D., Poli G., Valentini L., *"Strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: petrological implications"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 149 (2005) 482-497.

[6] Kadioglu Y. K., Gulec N., *"Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids"*, Journal of Geology 34 (1999) 234-256.

[7] Hibbard M. J., *"Petrology to petrogenesis"*, Prentice Hall, New Jersey (1991) 587p.

[8] Anderson A. T. J., *"Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatmala"*, American Mineralogist 69 (1984) 660-676.

[9] Morimoto N., Fabries J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F. A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G., *"Nomenclature of pyroxenes"*, American Mineralogist 65 (1988) 1-28.

[10] Maeda J., Shimura T., Arita K., Osanani Y., Murata M., Bamba M., Suetake S., *"Chemical features of orthopyroxene in peraluminous igneous rocks"*, American Mineralogist 76 (1991) 1674-1682.

[11] Le Bas N. J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage"*, American Journal of Science 260 (1962). 267-288.

[12] Wass S. Y., *"Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks"*, Lithos 12 (1979) 115-132.

[13] Aoki K., Shiba I., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinom egata, Japan"*, Lithos 6 (1993) 41-51.

[14] Helz R. T., *"Phase relations of basalts in their melting range at PH20= 5 kb as a function of oxygen fugacity"*, Journal of Petrology 14 (1973) 249-302.

[15] Sun C. M., Bertrand J., *"Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yanbian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China) "*, Petrographische Mitteilungen 71 (1991) 59-243.

[16] Leake B. E., Wolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato H. J., Kisch V. G., Krivovichev K., Linthout J., Laird J., Mandarino W. V., Maresch E. H., Nickel N. M. S., Rock J. C., Schumacher D. C.,

[26] Tegner C., *"Iron in plagioclase as a monitor of the differentiation of the Skaergaard intrusion"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 128 (1997) 45-51.

[27] Smith J. V., *"Phase equilibria of plagioclase, In: Ribbe, P. H. (ed) Feldspar mineralogy, 2nd edn Mineralogy Society of America, Washington DC"*, Reviews in Mineralogy 2 (1983) 223-239.

[28] Smith J. V, Brown W. L., *"Feldspar minerals. Crystal structures, physical, chemical and microtextural properties"*, Springer, Berlin-Heidelberg-NewYork (1988) 828.

[۲۹] شلی د.، *"بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"*، مترجم: آسیابانها، ع.، دانشگاه بین المللی امام خمینی، (۱۹۹۳) ص ۶۳۰.

[30] Sisson T. W., Grove T. L., *"Experimental investigation of the role of water in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 113 (1993) 143-166.

[31] Perchuk L. L., Aranovich L. Y., Podlesskii K. K., Layrant'eva I. V., Gerasimov V. Y., Fed'kin V. V., *"Precambrian granulites of the Aidam Shield, eastern Siberia, USSR"*, Journal of Metamorphic Geology 3 (1985) 265–310.

[32] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[33] Henry D. J., Guidotti C. V., Thomson J. A., *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms"*, American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[34] Schmidt W. S., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblend barometer"*, Contributions to mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.

Smith N. C. N., Stephenson L., Ungaretti E. J. W., whittaker G., Youzhi, *"Nomenclature of Amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names"*, The Canadian Mineralogist 35 (1997) 1 219-246.

[17] Coltorti M., Bonadiman C., faccini B., Gregoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle"*, Lithos 99 (2007) 68-84.

[18] Ewart A., *"A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Ed), Trondhjemites, dacites, and related rocks"*, (1979).

[19] Anderson J. L., Smith D. R., *"The effects of temperature and ƒO2 on the Al-in-hornblende barometer"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[20] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the rockforming minerals"*, Second Longman Editions, Longman, London (1992) 696.

[21] Nachit H., Ibhi A., Abia E. H., Ohoud M. B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geomaterials (Mineralogy), CopmtesRendus, Geoscience 337 (2005) 1415-1420.

[22] Foster M. D., *"Interpretation of the composition of the trioctahedral micas"*, United States Geological Survey Professional Paper 354-B (1960) 11-49.

[23] Abdel-Rahmane A., *"Nature of biotite from Alkaline, Calc-alkaline, and Per-aluminous Magmas"*, Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[24] Hattori K., Sato H., *"Magma evolution recorded and plagioclase zoning in 1991 Pinatubo eruption products"*, American Mineralogist 81 (1996) 982-994.

[25] Piettranik A., Koepke J., Puziewicz J., *"Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: Imlications on the evolution of granodiorite magma (Gesiniesgranodiorite, Strzelin Crystalline Massif, SW Poland)"*, Lithos 86 (2006) 260-280.